

AARDWETENSCHAPPEN

Prof. dr. ir. Marc Van Meirvenne

Bachelor of Science in de bio-ingenieurswetenschappen
Academiejaar 2019 – 2020



AARDWETENSCHAPPEN - inhoud

VOORWOORD

1. INLEIDING

1.1. Aardwetenschappen	1-1
1.2. Tijd	1-1
1.3. Sferen van Planeet Aarde	1-2
1.4. Structuur van de cursusnota's	1-3
1.5. Enkele conventies	1-4
1.6. Referenties	1-4

Deel I: PLANEET AARDE

2. KENMERKEN VAN PLANEET AARDE

2.1. Ontstaansgeschiedenis van Planeet Aarde	2-1
2.1.1. Oorsprong van het zonnestelsel	2-1
2.1.2. Vorming van de primitieve Planeet Aarde	2-4
2.1.3. Vorming van de atmosfeer en oceanen	2-5
2.1.4. Vorming van de eerste continenten	2-7
2.2. Opbouw van Planeet Aarde	2-7
2.2.1. Vorm en afmetingen	2-7
2.2.2. Inwendige opbouw	2-8
2.2.3. Samenstelling van de aardkorst	2-10
2.2.4. Continenten en oceanen	2-10
2.2.5. Atmosfeer	2-13

3. KLIMAAT

3.1. Inleiding	3-1
3.2. Zonne-energie	3-1
3.3. Planetaire energiebalans	3-6
3.3.1. Het broeikaseffect	3-6
3.3.2. Energiebalans en -transport	3-6
3.4. Kenmerken van het weer	3-8
3.4.1. Temperatuur	3-8
3.4.2. Neerslag	3-8
3.4.3. Luchtcirculatie	3-11
3.5. Klimaattypes	3-13
3.6. Klimaatverandering	3-15
3.6.1. Natuurlijke oorzaken van klimaatverandering	3-15
3.6.2. Menselijke oorzaken van klimaatverandering	3-16

Deel II: MINERALOGIE

4. BESCHRIJVENDE MINERALOGIE

4.1. Mineralen	4-1
4.2. Elementen, bouwstenen van mineralen	4-3
4.2.1. Atomen	4-3
4.2.2. Chemische bindingen tussen atomen	4-3
4.2.3. Isotopen	4-4
4.3. Identificatie van mineralen	4-5
4.3.1. Habitus	4-5
4.3.2. Kleur	4-5
4.3.3. Streep	4-5
4.3.4. Hardheid	4-7
4.3.5. Spleetbaarheid	4-8
4.3.6. Breuk	4-8
4.3.7. Dichtheid	4-8
4.3.8. Specifieke diagnostische kenmerken	4-8
4.4. Gesteentevormende mineralen	4-10
4.4.1. Silicaten	4-10
4.4.1.1. SiO_4^{4-} tetraëder	4-10
4.4.1.2. Silicaatstructuren en -types	4-10
4.4.1.3. Silicaatmineraalgroepen	4-13
4.4.2. Niet-silicaat mineralen	4-18
<i>Overzicht van de belangrijkste gesteentevormende mineralen</i>	4-20

Deel III: GESTEENTECYCLUS

Gesteentecyclus	III-1
-----------------	-------

5. STOLLINGSGESTEENTEN

5.1. Inleiding	5-1
5.2. Soorten stollingsgesteenten	5-1
5.3. Kenmerken van stollingsgesteenten	5-2
5.3.1. Structuur	5-2
5.3.2. Textuur	5-2
5.4. Samenstelling van stollingsgesteenten	5-5
5.4.1. Gesteenten met een granitische samenstelling	5-6
5.4.2. Gesteenten met een basaltische samenstelling	5-6
5.4.3. Gesteenten met een andesitische samenstelling	5-6
5.4.4. Gesteenten met een ultramafische samenstelling	5-7
5.5. Naamgeving van stollingsgesteenten	5-7
5.5.1. Naamgeving op basis van textuur en samenstelling	5-7
5.5.2. Naamgeving op basis van de mode	5-9
5.6. Magma	5-10
5.6.1. Vorming van magma	5-10
5.6.2. Kristallisatie en evolutie van magma	5-14

6. SEDIMENTAIRE GESTEENTEN

6.1. Inleiding	6-1
6.2. Verwerking	6-2
6.2.1. Definitie	6-2
6.2.2. Fysische verwerking	6-2
6.2.3. Chemische verwerking	6-4
6.2.4. Balans tussen fysische en chemische verwerking	6-5
6.3. Diagenese en lithificatie	6-6
6.4. Detritische sedimentaire gesteenten	6-7
6.4.1. Textuur van detritisch materiaal	6-7
6.4.2. Psefieten	6-8
6.4.3. Psammieten	6-9
6.4.4. Pelieten	6-11
6.5. Chemische sedimentaire gesteenten	6-12
6.5.1. Carbonaatgesteenten	6-12
6.5.2. Niet-carbonaat houdende chemische sedimentaire gesteenten	6-17
6.6. Organische sedimentaire gesteenten	6-18

7. METAMORFE GESTEENTEN

7.1. Inleiding	7-1
7.2. Metamorfe agenten	7-1
7.2.1. Temperatuur	7-1
7.2.2. Druk	7-2
7.2.3. Zone concept	7-3
7.3. Soorten metamorfose	7-4
7.3.1. Regionale metamorfose	7-4
7.3.2. Contactmetamorfose	7-5
7.3.3. Kataklastische metamorfose	7-5
7.3.4. Impactmetamorfose	7-6
7.4. Metamorfe texturen	7-7
7.4.1. Foliatie	7-7
7.4.2. Porfyroblastische textuur	7-8
7.5. Classificatie van metamorfe gesteenten	7-10
7.5.1. Regionale metamorfe gesteenten	7-12
7.5.2. Contactmetamorfose	7-14

Deel IV: DYNAMIEK EN EVOLUTIE

8. VULKANISME

8.1. Inleiding	8-1
8.2. Anatomie van een vulkaan	8-1
8.3. Vulkanische materiaal	8-2
8.3.1. Lava	8-2
8.3.2. Gassen	8-3
8.3.3. Pyroklastisch materiaal	8-3
8.4. Factoren die de aard van vulkanische erupties bepalen	8-4
8.5. Vulkanische explosiviteitsindex	8-5
8.6. Vulkaantypes	8-6
8.6.1. Schildvulkanen	8-6

8.6.2. Kegelvulkanen	8-6
8.6.3. Stratovulkanen	8-7
8.6.4. Supervulkanen	8-8
8.7. Neveneffecten van vulkanische activiteiten	8-8
8.7.1. Pyroklastische wolk	8-8
8.7.2. Hellingsprocessen	8-9
8.7.3. Tsunami	8-11
8.7.4. Weerpatronen	8-11
8.8. Geografische distributie van vulkanen	8-12
8.9. Plutonen en aanverwante vulkanische structuren	8-12

9. AARDBEVINGEN

9.1. Wat is een aardbeving?	9-1
9.2. Fazen en onderdelen van een aardbeving	9-1
9.3. Seismische golven	9-2
9.4. Plaatsbepaling van het hypocentrum	9-6
9.5. Intensiteit en magnitude	9-7
9.5.1. Gemodificeerde Mercalli intensiteitschaal	9-7
9.5.2. Magnitudeschaal van Richter	9-8
9.6. Schade door aardbevingen	9-8

10. PLATENTEKTONIEK

10.1. Inleiding	10-1
10.2. Continentendrift	10-1
10.3. Van continentendrift tot platentektoniek	10-5
10.3.1. De Hawaï hot spot	10-5
10.3.2. Paleomagnetisme	10-6
10.4. Lithosferische platen en hun tektoniek	10-8
10.4.1. Zeevloerspreiding en continentale korst	10-8
10.4.2. Lithosferische platen	10-9
10.4.3. Plaatgrenzen	10-9
10.4.4. Snelheid en richting van plaatbewegingen	10-14
10.5. Platentektoniek en vulkanisme	10-15
10.5.1. Vulkanische activiteiten langsheen convergerende plaatranden	10-15
10.5.2. Vulkanische activiteiten langsheen divergerende plaatranden	10-17
10.5.3. Vulkanische activiteiten binnenin platen	10-17
10.6. Wat is de drijvende kracht achter platentektoniek ?	10-18
10.7. Platentektoniek en klimaat	10-19

11. GEOLOGISCHE TIJD

11.1. Inleiding	11-1
11.2. Relatieve geologische datering	11-1
11.2.1. Stratigrafische principes	11-1
11.2.2. Grensvlakken	11-2
11.2.3. Gidsfossielen en lagerstätte	11-3
11.3. Absolute geologische datering met radioactieve isotopen	11-5
11.3.1. Radioactiviteit	11-5
11.3.2. Radiometrische datering	11-6
11.3.3. Moeilijkheden bij radiometrische datering van gesteenten	11-8
11.4. Geologische tijdschaal	11-8
11.5. Evolutie van Planeet Aarde doorheen de geologische tijd	11-10

11.5.1. Supercontinentencyclus	11-10
11.5.2. Openbreken van Pangea	11-14
11.5.3. Platen tektoniek in de toekomst	11-16
11.6. Evolutie van de biosfeer	11-17
11.6.1. Precambrium	11-17
11.6.2. Paleozoïcum	11-19
11.6.3. Mesozoïcum	11-21
11.6.4. Cenozoïcum	11-23
11.6.5. Is leven op Aarde uniek ?	11-24
11.7. Verre toekomst en einde van Planeet Aarde	11-27

Deel V: GEOLOGIE EN LANDSCHAPSVORMING VAN BELGIË - deel I

VI.1. Inleiding	VI-2
VI.2. Geochronologische eenheden van België	VI-2

12. PALEOZOÏSCHE SOKKEL

12.1. Algemene geologische structuur	12-1
12.2. Geologische evolutie in het Paleozoïcum	12-2
12.3. Tektonische eenheden	12-4
12.4. Lithologie van de paleozoïsche sedimenten	12-6
12.5. Landschapsvorming van de Ardennen	12-7
12.5.1. Hoge Ardennen	12-7
12.5.2. Condroz	12-8
12.5.3. Fagne-Famenne	12-9

13. MESOZOÏSCHE DEKLAGEN

13.1. Mariene trans- en regressies	13-1
13.2. Voorkomen en lithologie	13-2
13.3. Landschapsvorming	13-5

Hoofdstuk 10

PLATEN TEKTONIEK

10.1. Inleiding

Het mechanisme van continu bewegende, wegzinkende en aangemaakte lithosferische korst blijkt uitermate geschikt om de kenmerken en geografische spreiding van diepzeeslenken, vulkanen en aardbevingen te verklaren. Deze dynamiek blijkt vooral geassocieerd te zijn met de vorming en afbraak van oceanische korst. Pas vanaf de jaren '60 van de vorige eeuw kreeg men dieper inzicht op *de wereldwijde configuratie van lithosferische platen en de dynamiek van de oceanische korst* die daaraan gekoppeld is. Dit heeft tot een grondige herdenking van vele oudere concepten geleid.

10.2. Continentendrift

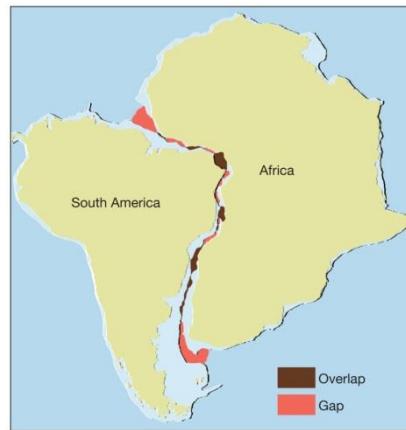
In 1915 stelde **Alfred Wegener**¹ de hypothese voor dat continenten niet steeds op de geografische plaats hebben gelegen waarop ze zich heden bevinden en dat het waarschijnlijk is dat op een zeker ogenblik zelfs alle continenten verenigd waren tot één groot supercontinent. Het proces dat bij deze beweging hoort noemde hij *continentendrift* ('continental drift'). Maar het ontbrak hem aan een overtuigende verklaring voor de onderliggende drijvende kracht² waardoor zijn voorstel met veel scepticisme werd ontvangen. Nochtans bracht Wegener uiteenlopende argumenten aan met sterk onderbouwde en logische deducties. De discussie duurde nog lang na zijn dood in 1930 voort, maar uiteindelijk bleken zijn argumenten grotendeels correct te zijn.

Analoge continentale randen en geologie

De meest opvallende analogie tussen continentale randen is deze tussen de oostkust van Z.-Amerika en de westkust van Afrika. Zeker als men rekening houdt met de shelf, dan blijkt een bijna perfecte overeenkomst gevonden te worden (**Fig. 10.1**). Bovendien blijken geologische afzettingen in Zuid-Afrika door te lopen in zowel Brazilië als Madagaskar en zelfs tot in Z.O. Indië.

¹ Wegener A., 1915. *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*, Sammlung Vieweg no. 23, Braunschweig, 94 p.

² Hij suggereerde o.a. de centrifugale kracht van de planeet als mogelijke oorzaak voor het uiteengaan van continenten. Merk de analogie op met Charles Darwin's boek "On the Origin of Species" in 1859 waarin ook geen mechanisme geboden werd om de genetische werking van selectie en evolutie te verklaren. Men diende daarvoor te wachten tot de ontdekking van het mechanisme van duplicatie van DNA in 1953.

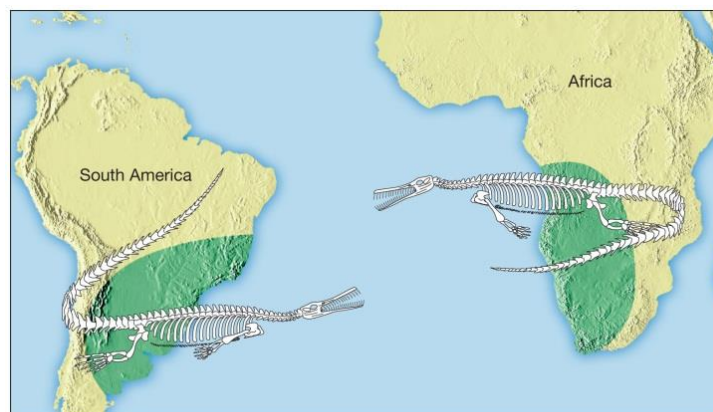


Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.

Fig. 10.1: De bijna-perfecte overeenkomst tussen de continentale randen van Z.-Amerika en Afrika. De beperkte overlappingsen en hiaten kunnen verklaard worden door geologische evoluties na het uiteengaan (zoals deposities van sedimenten door grote rivieren of erosie langsheen de continentale helling).

Dezelfde soorten en fossielen

De hedendaagse fauna en flora van Z.-Amerika zijn zeer verschillend van die van Afrika, en zelfs van N.-Amerika. Ze gelijken eigenlijk meer op die van Australië. Deze vaststellingen waren al eerder bekend onder biologen, waaronder Charles Darwin, maar konden niet sluitend verklaard worden. Zo zocht men de oplossing in weggezonken “landbruggen” of in zaden of organismen die de tocht over de Stille Oceaan op drijvende voorwerpen hadden overleefd, maar dit was allemaal niet echt overtuigend. Anderzijds vonden paleontologen wel analoge fossielen in Afrika en Z.-Amerika, die dan weer nergens anders voorkwamen. Een voorbeeld was een in het Perm levend visetend reptiel (*Mesosaurus*) (**Fig. 10.2**). Dit dier leefde in ondiepe kustwaters en was het dus niet in staat om de huidige Atlantische oceaan over te zwemmen. De conclusie was dat in het Perm beide continenten via ondiepe zeeën met elkaar in contact moeten geweest zijn.

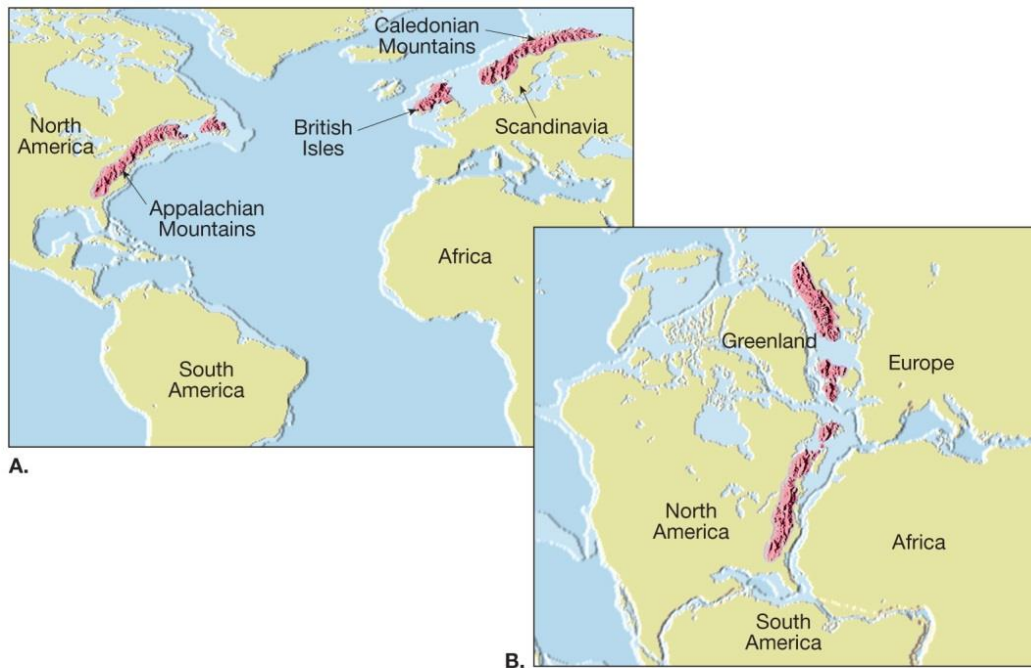


Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.

Fig. 10.2: De vindplaatsen van *Mesosaurus* in Perm afzettingen.

Dezelfde gebergten

De Caledonische gebergten komen voor in Noorwegen, Schotland, Wales en Ierland. Ze zijn analoog in samenstelling en ouderdom aan de gebergten in het O. van Canada (Newfoundland, Quebec...) en het Appalachen gebergte in de Verenigde Staten (**Fig. 10.3 A**). Indien Noord-Europa en Noord-Amerika samengelegd worden dan blijken deze gebergten in elkaars verlengde te liggen (**Fig. 10.3 B**). We weten nu dat dit de restanten zijn van een lange gebergteketen die in het Siluur gevormd werd maar die uiteengetrokken werd tijdens de recentere vorming van de Atlantische Oceaan.



Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.

Fig. 10.3: De Caledonische gebergten van N.-Europa liggen in het verlengde van gebergten in Noord-Amerika uit dezelfde periode indien de continenten herschikt worden tot een samenliggende positie.

Paleoklimatologische aanwijzingen

Wegener ontdekte aanwijzingen van gletsjeractiviteiten uit het Onder-Perm in Z.-Amerika, zuidelijk Afrika, Australië als India. Het grootste deel van deze gebieden ligt nu binnen de keerkringen waardoor de aanwezigheid van uitgebreide landijsvolumes weinig kans maakt (**Fig. 10.4 B**). Een wereldwijde afkoeling in het Perm is ook geen plausibele verklaring, want in N.-Amerika, Europa en Siberië vind men uit dezelfde tijd uitgebreide steenkoolafzettingen van plantensoorten die enkel in tropische omstandigheden kunnen groeien. De enige logische verklaring was dat de continenten toen niet op hun huidige plaats lagen, maar deels nabije één van de polen en deels in de tropen, zoals in **Fig 10.4 C**.

Supercontinent Pangea

Wegener vertrok van het principe dat de enig correcte theorie, een theorie is die aan alle vaststellingen tegelijk een sluitende verklaring biedt. Dit bracht hem tot de veronderstelling dat alle continenten ooit tot één supercontinent moeten hebben behoord en dat dit supercontinent daarna uiteengevallen was (waarbij hij het begin van uiteengaan situeerde rond 200 Ma). Dit supercontinent noemde hij **Pangea** ('Pangaea') ("alle land") en hij maakte er een voorstelling van (**Fig. 10.5 B**), die grotendeels correct bleek. **Fig. 10.5 A** geeft de hedendaagse visie op Pangea (zie ook **Fig. 11.9 Onder**). Door de wat gekrulde vorm van dit continent ontstond een ondiepe binnensee, de **Tethys Zee**.

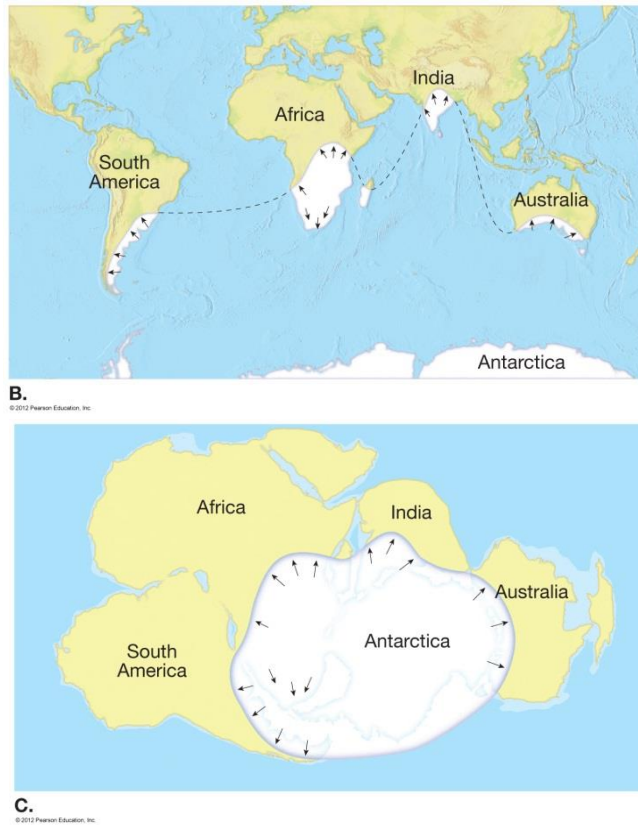


Fig. 10.4: Paleoklimatologische aanwijzingen voor continentenverschuivingen. **B.** Huidige positie met aanwijzingen van gletsjers in het Perm. **C.** Reconstructie van de toenmalige positie van de continenten met een ijskap rond de Zuidpool.

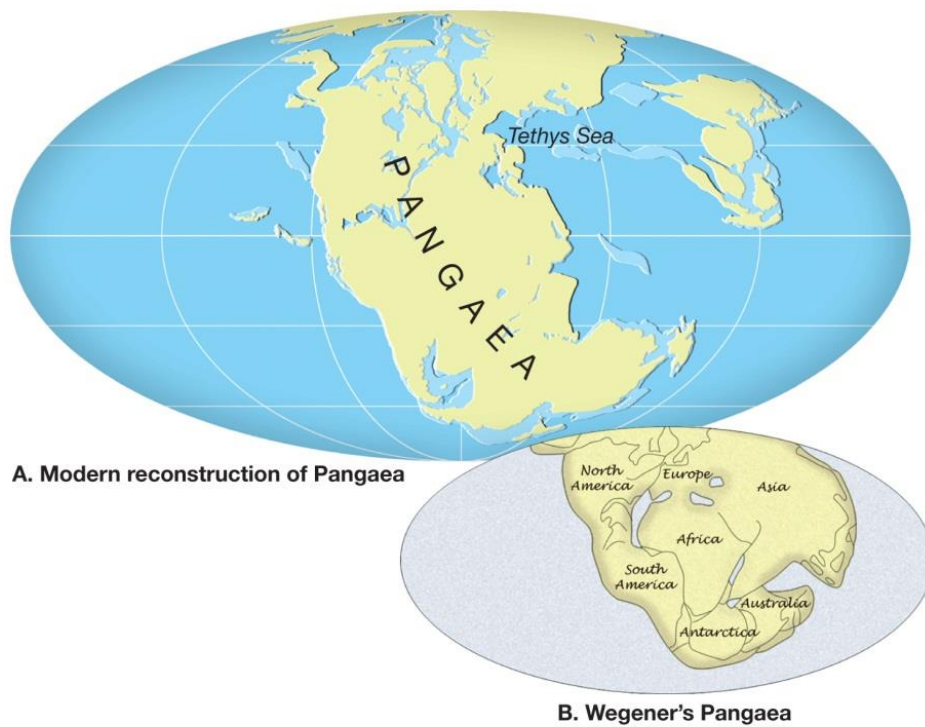


Fig. 10.5: Het supercontinent Pangea. **A.** Hedendaagse reconstructie. **B.** Volgens Wegener in 1915.

10.3. Van continentendrift tot platen tektoniek

Wegener's model van continentendrift beperkte zich tot de beweging van continentale korst, die verondersteld werden vrij te drijven op een halfzachte mantel. Nu weten we dat het gaat over stukken lithosferische korst die bewegen en dat de continenten op deze plaatstukken mee reizen. De continue aanmaak en afbraak van oceanische korst drijven deze dynamiek aan. Vandaar dat men nu spreekt van **platen tektoniek**³ ('plate tectonics'). Het was grotendeels op basis van marien geologisch onderzoek waaruit rond 1970 de **theorie van de zeevloerspreiding** ('seafloor spreading') als aandrijfmotor van de platen tektoniek ontstond. Dit onderzoek leverde een aantal nieuwe argumenten die hierna toegelicht worden.

10.3.1. De Hawaï hot spot

Tussen Hawaï en de diepzeeslenk voor de Aleoeten bevindt zich over een afstand van 6000 km een continue keten van meer dan 120 vulkanische koraaleilanden, atolen en hun onderzeese restanten ('seamounts', **Fig. 2.12**, **Fig. 7.9** en **Fig. 10.6**). Radiometrische datering toont aan dat, vertrekkend van Hawaï, de eilanden continu ouder worden: Hawaï zelf is jonger dan 1 Ma, Midway is 27 Ma en de oudste seamount net voor de Kuril-Kamchatka slenk is 70 Ma (**Fig. 10.6**). Deze leeftijden weerspiegelen het moment waarop een eiland boven de Hawaï hot spot gelegen was, waarna de oceanische plaat voortbewoog en zo steeds opnieuw een nieuw eiland tot stand kwam. Omdat men aanneemt dat er al seamounts in de slenk verdwenen zijn schat men de ouderdom van deze hot spot op een 100 Ma. De hot spot zelf heeft een diameter van zo'n 80 km en men heeft aanwijzingen dat die zeker 300 km diep reikt. Omdat dit veel dieper is dan de dikte van de bewegende plaat is het aannemelijk dat de positie van de hot spot en zijn geassocieerde mantelpluim stabiel blijft en onafhankelijk is van de erboven verschuivende plaat.

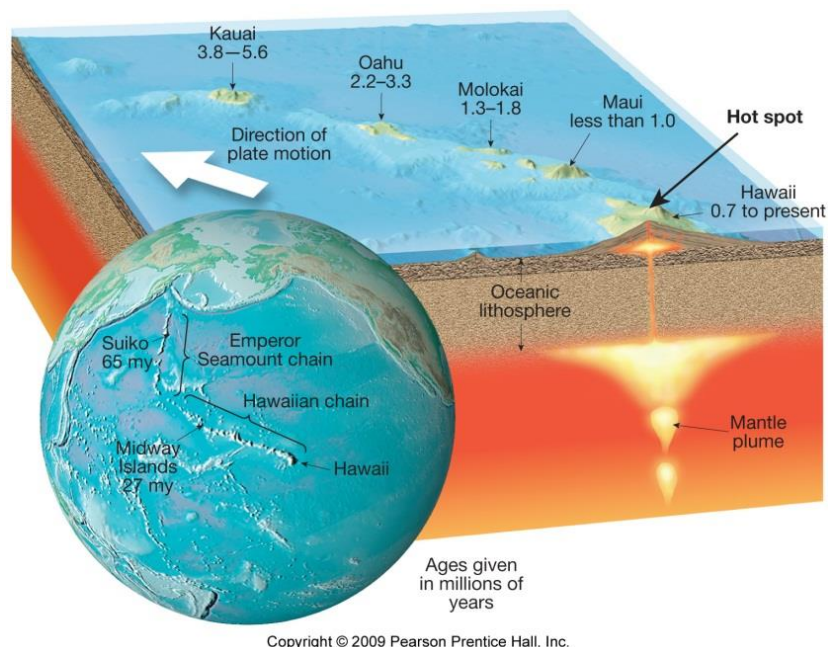
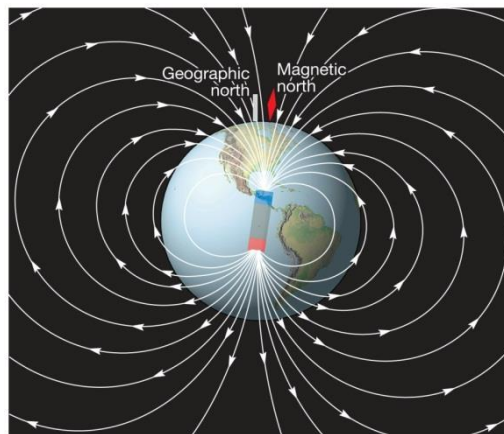


Fig. 10.6: De keten van eilanden en onderwater restanten ('seamounts') vertrekkend vanuit Hawaï, met hun ontstaansouderdom.

³ *Tektoniek* = grootschalige vervormingen van de aardkorst waardoor structuren zoals gebergten ontstaan.

10.3.2. Paleomagnetisme

Door haar ijzerrijke kern is Planeet Aarde omgeven door een magnetisch veld. Momenteel, en dit was zo tijdens de laatste 780 ka, komen de magnetische veldlijnen nabij de zuidpool uit de Aarde om er nabij de noordpool weer in te verdwijnen (**Fig. 10.7**), maar deze oriëntatie kan omwisselen. Er kunnen zich ook lichte wijzigingen voordoen in de positie van de magnetische polen, maar gemiddeld genomen is die positie vrij stabiel in de buurt van de geografische polen. Op dit ogenblik wijkt het magnetisch dipoolveld met zijn N-Z as 11.3° af van de aardas.

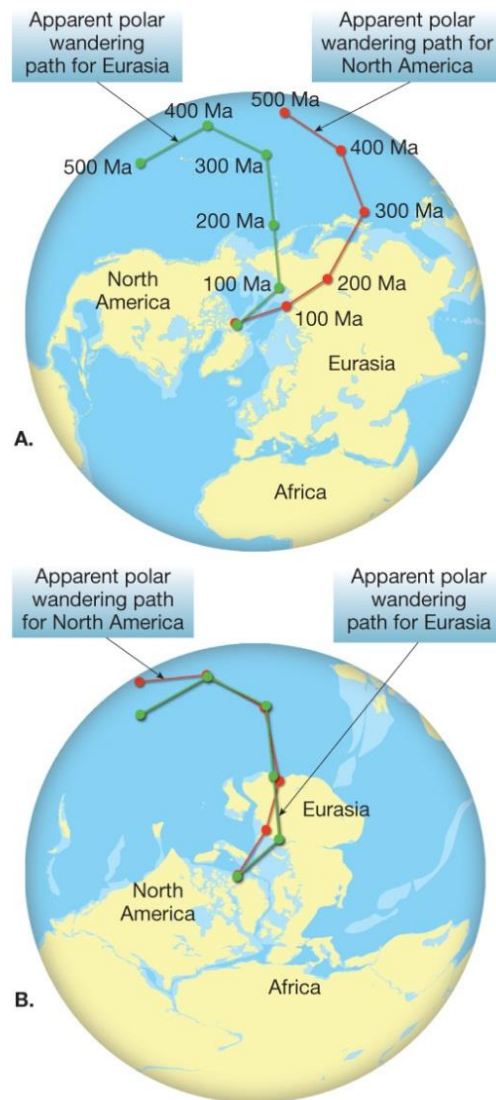


Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.

Fig. 10.7: Een eenvoudige voorstelling van het aardmagnetisch veld.

Sommige Fe-houdende mineralen, zoals magnetiet, zijn van nature magnetisch. Als mafisch mineraal komt magnetiet veel voor in basaltische lava. Indien magnetisch materiaal verhit wordt boven zijn **Curie temperatuur**, dan verliest het zijn magnetische eigenschappen (voor magnetiet is dit bij 585°C). Bij afkoeling magnetiseert het materiaal opnieuw maar met een oriëntatie volgens het heersend magnetisch veld. Na verloop van tijd worden deze magnetiet mineralen fossiele indicatoren van het bij hun verharding heersend aardmagnetisch veld. Zelfs als het gesteente ondertussen verplaatst werd (bvb. door platen tektoniek) blijven de aanwezige magnetische mineralen in de richting van het oorspronkelijk magnetisch veld wijzen. De studie van dit fenomeen noemt men **paleomagnetisme**.

Uit de paleomagnetische karakterisering van lava die over de laatste 500 Ma afgezet werd in zowel Europa als N.-Amerika blijkt dat, indien we aannemen dat de continenten niet van plaats verschoven zouden zijn t.o.v. hun huidige posities, dat de magnetische noord-pool sterk zou moeten verschoven zijn (**Fig. 10.8 A**). Maar, behalve voor het huidige eindpunt, verlopen de routes van deze schijnbare verplaatsing duidelijk verschillend. Als men beide continenten naast elkaar legt dan blijken de fictieve routes van de noordpool tussen 400 en 160 Ma wel samen te vallen (**Fig. 10.8 B**). Vóór 400 Ma en ná 160 Ma liggen ze echter wel uiteen. De enige mogelijke verklaring is dat beide continenten zich doorheen de tijd verplaatst hebben, want de magnetische polen bewegen niet in die mate, en tussen 400 en 160 Ma aan elkaar vastgehecht waren, maar niet ervoor noch erna.



Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.

Fig. 10.8. Paleomagnetische opmetingen van de positie van de magnetische pool voor Europa en N.-Amerika over de laatste 500 Ma. **A.** Waarbij de huidige posities van de continenten behouden blijft. **B.** Waarbij de continenten in een samengevoegde positie geplaatst worden.

Een tweede argument dat uit paleomagnetisch onderzoek komt is verbonden aan de polariteit van het aardmagnetisch veld. Dit blijkt van tijd tot tijd om te keren als gevolg van convecties in het vloeibare deel van de kern. Hierbij wordt de huidige oriëntatie de "normale" genoemd (**Fig. 10.9 links**). Ook dit gegeven wordt bewaard door de magnetiet mineralen in gestolde magma. Door met een magnetometer getrokken door een schip loodrecht over een mid-oceanische rug te varen meet men alternerende banden met een hogere en een lagere magnetische intensiteit (**Fig. 10.9 rechts**). De eerste komen overeen met afzettingen waarin de aanwezige mineralen de huidige polariteit bezitten. In de banden met een lagere magnetische intensiteit zijn de mineralen omgekeerd gepolariseerd t.o.v. het huidige aardmagnetisch veld en dus verzwakken ze het. Bovendien blijkt dit patroon symmetrisch te zijn t.o.v. de rug. Dit wijst onomstotelijk op het uiteengroeien van oceanische platen met de oceanische rug als bron.

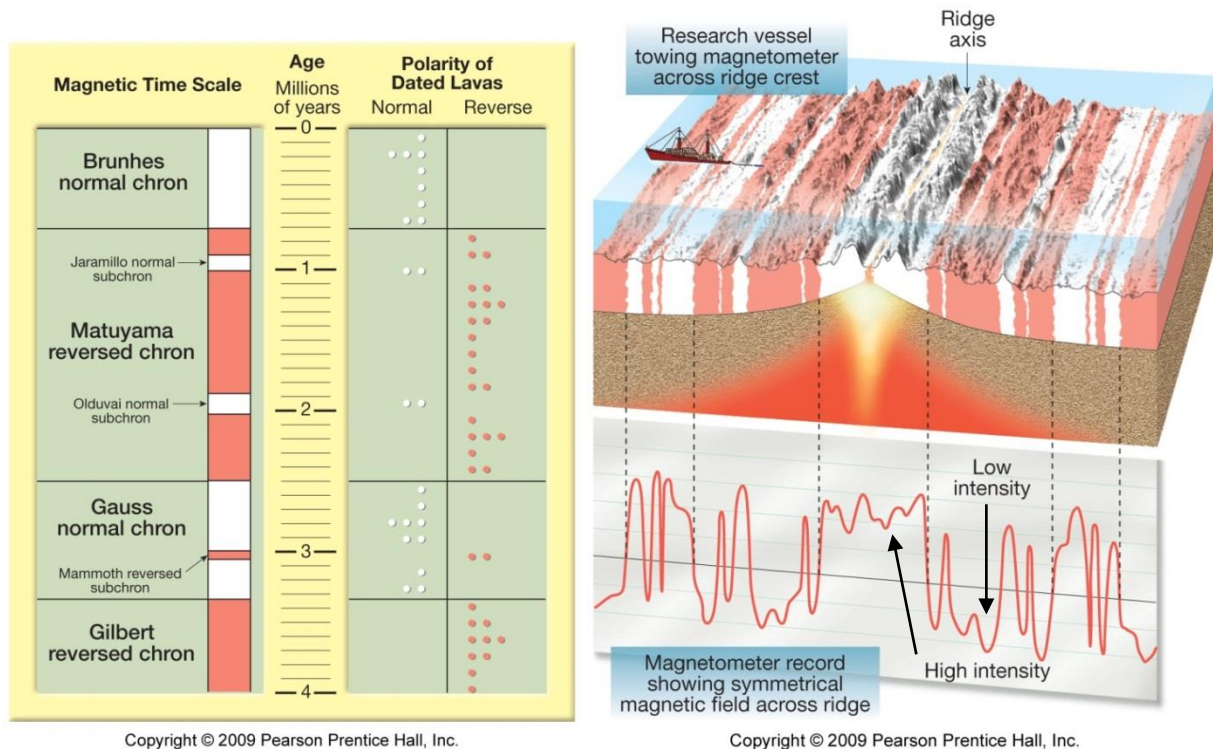


Fig. 10.9. De polariteit van het aardmagnetisch veld. **Links:** Dateringen van periodes met een normale en een omgekeerde polariteit. **Rechts:** Magnetische intensiteit van oceanische basalt gemeten met een magnetometer getrokken door een schip varend loodrecht op de lengterichting van een mid-oceanische rug: hoge intensiteit = huidige polariteit, lage intensiteit = omgekeerde polariteit.

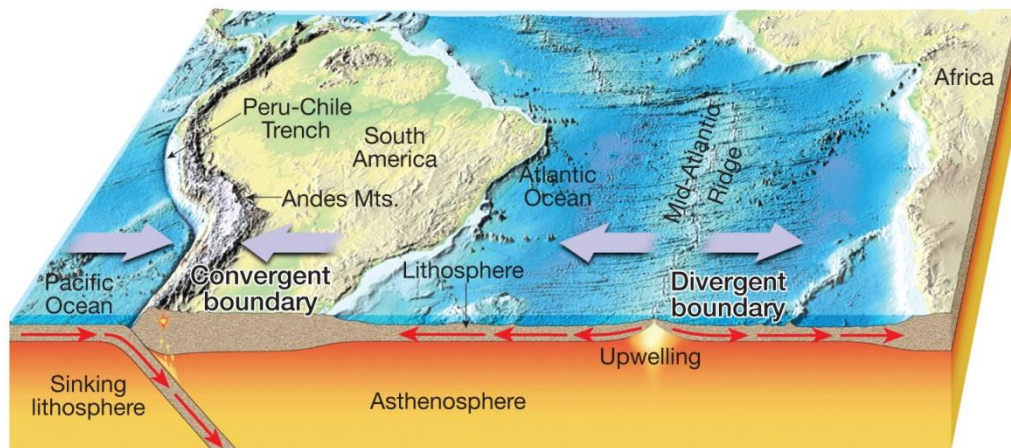
10.4. Lithosferische platen en hun tektoniek

10.4.1. Zeevloerspreiding en continentale korst

De lithosfeer is het dunst onder de oceanen (van enkele km nabij de ruggen tot zo'n 100 km nabij de slenken) en dikker onder de continenten (tussen 100 en 250 km). Deze laag is opgebroken in een aantal stukken, **lithosferische platen** of **schollen**. Deze platen drijven op de weke asthenosfeer. Het gevolg van deze bewegingsvrijheid is dat de platen kunnen uiteengaan, tegen elkaar botsen of langs elkaar wrijven. Bij botsing kan het gebeuren dat het ene stuk het andere onderduwt waardoor het wegzinkt in de asthenosfeer, **subductie** genoemd.

De dynamiek van de lithosferische platen is het gevolg van een proces dat men omschrijft als **zeevloerspreiding** (Fig. 10.10). In de mid-oceanische ruggen wordt continu nieuwe oceanische korst aangemaakt ter vervanging van elders zinkende oceanische korst. De oceaانبekkenen worden dus continu vernieuwd en bestaan dan ook uit relatief jong (max. 180 Ma) korstmateriaal. Dit mechanisme verklaart het grote leeftijdsverschil tussen de oceanische en continentale korst want doordat oceanische korst zwaarder en dunner is zal bij een botsing met continentale korst steeds de oceanische ondergeduwd worden. De kernen van de continenten (de cratons) bestaan dan ook uit korst waarvan de ouderdom terug gaat tot de initiële planeetvorming, met aan de randen recenter aangemaakt materiaal (80 % van de huidige continentale korst bestond reeds op het einde van het Precambrium). Op de continenten doen zich gebergtevormende processen voor als gevolg van de opstuwing door wegzinkende oceanische korst of als twee stukken continentale korst tegen elkaar opbotsen. Hierbij wordt marien sedimentair materiaal

weer aan de continenten toegevoegd en zo als het ware gerecycleerd. Door het geassocieerde vulkanisme kan voor de kust een **vulkanische eilandenboog** ('volcanic island arc') ontstaan of op land een **continentale vulkanische boog** waarbij ook nieuwe continentale korst aangemaakt wordt. Zonder platen tektoniek en de geassocieerde gebergtevormende processen zouden de continenten grotendeels afgevlakt zijn door erosie.



Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.

Fig. 10.10: Het concept van de zeevloerspreiding. Vers materiaal welt op in de mid-oceanische ruggen ('ridge') waardoor oceaankorst weggeduwd wordt. Indien oceanische korst tegen een continent botst zal het wegzinken, zoals voor de westkust van Zuid Amerika. Hierbij wordt een diepzeeslenk ('trench') gevormd en ontstaan eilandenbogen voor, of gebergten op, het continent.

10.4.2. Lithosferische platen

Er zijn momenteel **zeven grote lithosferische platen** (Fig. 10.11): de Noord-Amerikaanse, Zuid-Amerikaanse, Pacifische, Afrikaanse, Euraziatische, Indo-Australische en Antarctische. De Pacifische plaat is de grootste en is de enige van deze zeven waar geen continentale korst op ligt. Merk op dat de platen die een continent bevatten ook uit grote delen oceaankorst bestaan, geen enkele plaat bestaat uitsluitend uit een continent. Dit is een fundamenteel verschil met de theorie van de continentendrift waarbij aangenomen werd dat de continenten op zichzelf bewogen. Daarnaast zijn er qua grootte nog een aantal intermediaire platen, zoals de Caraïbische, Nazca, Cocos, Arabische, Filippijnse en Scotia. Verder zijn er nog een tiental kleine stukken, zoals de Juan de Fuca plaat voor de westkust van Canada en de USA. De platen bewegen als coherente eenheden, met nagenoeg geen interne deformaties. Maar de afstand tussen twee plaatsen op verschillende platen (bvb. tussen New York en Brussel) wijzigt continu. De grootste tektonische veranderingen vinden plaats aan de plaatgrenzen waar ook de vulkanisch en seismisch meest actieve gebieden gelegen zijn.

10.4.3. Plaatgrenzen

10.4.3.1. Divergerende plaatgrenzen

Divergerende plaatgrenzen (Fig. 10.11 A) worden **constructieve** plaatranden genoemd omdat op deze plaatsen nieuw korstmateriaal aangemaakt wordt. Deze grenzen liggen meestal in de oceanen waar de zeebodem langgerekte scheuren vertoont langs waar magma uit de diepte opwelt, de **mid-oceanische ruggen** ('mid-ocean ridges'). Deze vormen een 70 000 km lang netwerk dat rondom de hele planeet kronkelt. Zo ligt in de Atlantische Oceaan de Mid-Atlantische rug die van noordelijk van IJsland continu

doorloopt tot bijna aan Antarctica, waar hij overgaat in een oostelijke en westelijke arm. Deze ruggen zijn gewoonlijk 2-3 km hoger dan de omringende oceanbekkens. Naargelang het materiaal verder weg van de rug beweegt koelt het langzaam af waardoor het samentrekt en zwaarder wordt. Het duurt zo'n 80 Ma vooraleer nieuwe korst volledig afgekoeld is. Tegen dan ligt het materiaal al diep in de oceanbekkens en is het bedekt met steeds dikker wordende pakketten marien sediment. Dus, hoe ouder een oceanisch plaat hoe dieper ze komt te liggen, maar ook hoe dikker en zwaarder ze wordt.

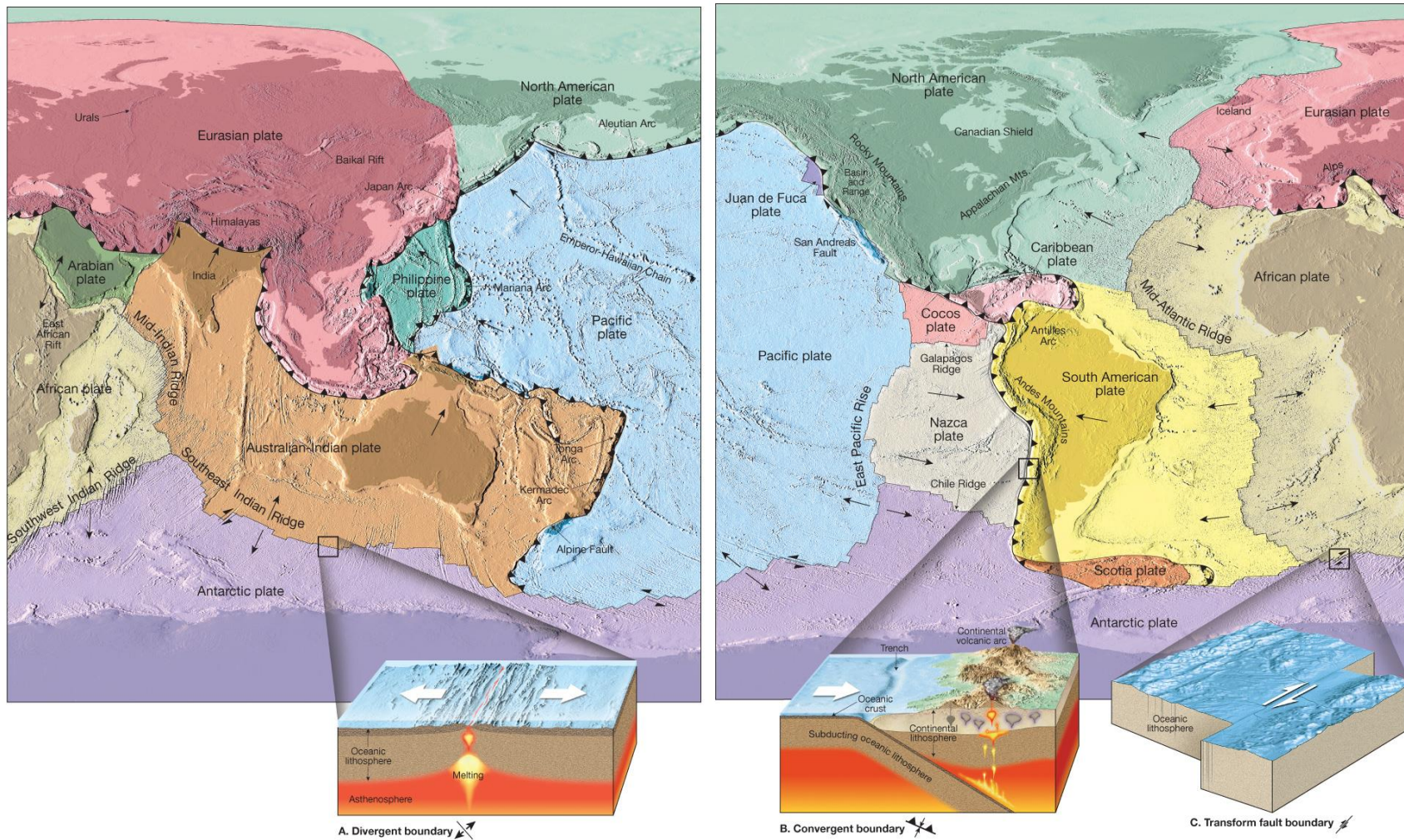
Ook op de continenten kunnen divergerende plaatgrenzen voorkomen, zoals de Oost-Afrikaanse Riftvallei (**Fig. 10.17**). Deze grenzen veroorzaken het openscheuren van continenten met uiteindelijk het binnendringen van de zee. Initieel is zo een scheur nauw en langgerekt, zoals de huidige Rode Zee, maar ze kan geleidelijk uitgroeien tot een oceaan (zoals de Atlantische oceaan). Dus, naargelang er steeds meer oceanische korst tussen komt te liggen kan een continentale divergerende grens overgaan in een oceanische.

10.4.3.2. Convergerende plaatgrenzen

Convergerende plaatgrenzen (**Fig. 10.11 B**) zijn *destructieve* plaatgrenzen. Indien een oceanische plaat betrokken is dan zal deze wegzinken en opsmelten tot nieuwe magma met de daarbij horende vulkanische activiteit. Indien twee continentale platen botsen, zullen zij resulteren in de vorming van een nieuw gebergte.

Indien een oceanische plaat ondergedrukt wordt ontstaat een *diepzeeslenk* ('deep-ocean trench') (**Fig. 10.12 en 10.17 A en E**). Zo een slenk kan duizenden km lang zijn, 8-12 km diep en tussen 50 en 100 km breed. De gemiddelde subductiehoek van een wegzinkende plaat is 45° . Maar deze kan sterk variëren. Indien het wegzinkend materiaal nog relatief jong, en dus licht, is, zoals voor de kust van Peru en Chili, dan is de subductiehoek slechts enkele graden (**Fig. 10.12 B**). In een dergelijke situatie doen zich grote wrijvingen voor met intense seismische activiteiten. Ook zal de *vulkanische boog* die als gevolg van de wegzinkende korst ontstaat, ver van de slenk komen te liggen, dus diep in het continent. Daarentegen, oude oceanische korst kan zo compact worden dat ze zwaarder wordt dan de onderliggende asthenosfeer en gewoonweg omklapt en wegzinkt in de diepte. Hierdoor wordt de subductiehoek bijna 90° en ontstaat de vulkanische boog net achter de slenk (**Fig. 10.12 A**).

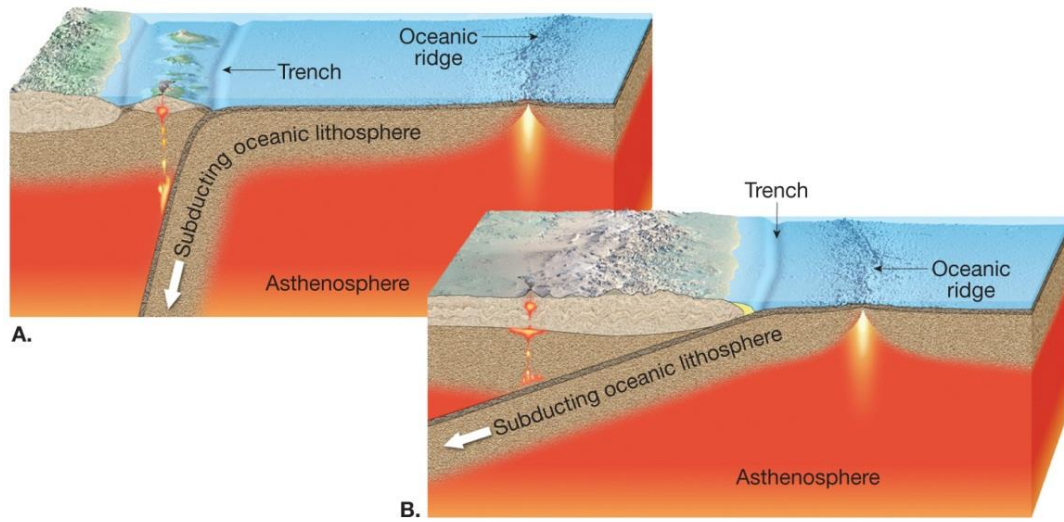
De oudste stukken oceanische korst worden o.a. gevonden in het westen van de Pacifische plaat, waar ook de diepste slenken gevonden worden (**Fig. 10.13**). Andere plaatsen met oude oceanische korst, maar voorlopig nog zonder een subductie, komen voor aan de oostkust van Noord-Amerika en het noordelijk deel van de westkust van Afrika, wat er op wijst dat daar het ontstaan van de Atlantische Oceaan is gesitueerd.



Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.

Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.

Fig. 10.11: De lithosferische platen van de wereld met drie types van grenzen. **A.** Divergerende. **B.** Convergerende. **C.** Transformbreuken. Slenken worden voorgesteld door lijnen met tanden die wijzen in de subductierichting.



Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.

Fig. 10.12: De subductiehoek is afhankelijk van de dichtheid van de plaat. **A.** Oude en zware plaat **B.** Jonge en lichte plaat.

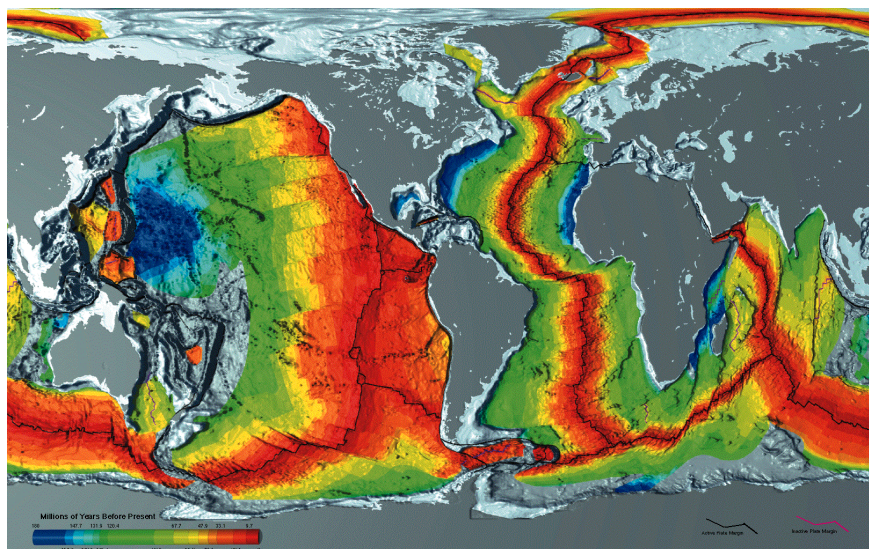
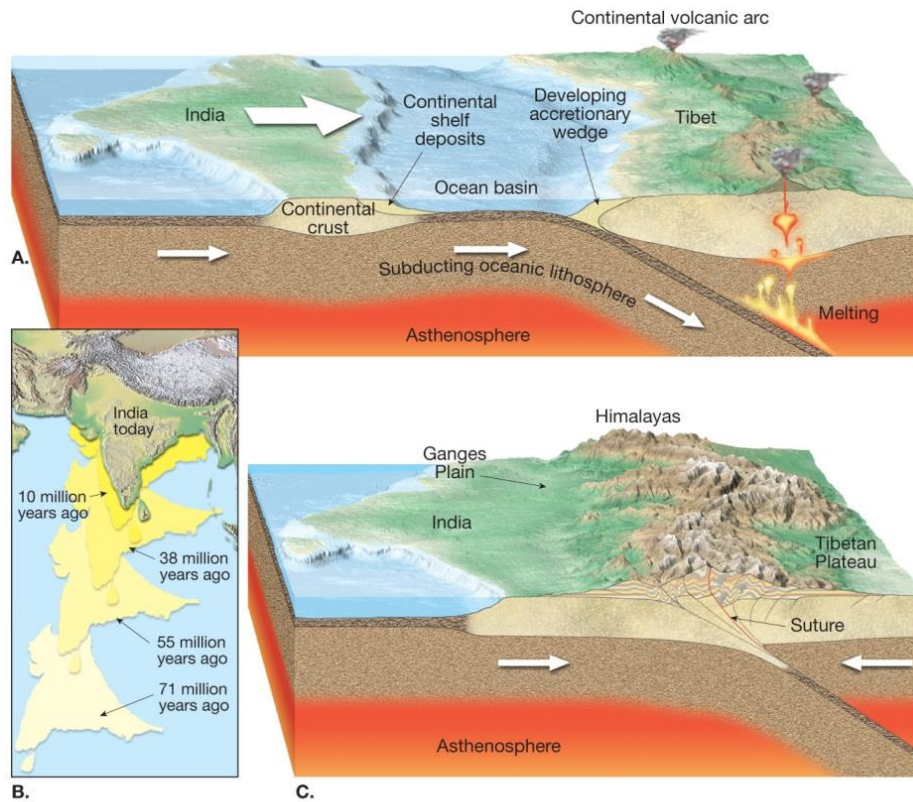


Fig. 10.13: Ouderdom van oceanische korst; de kleurschaal varieert tussen 0 (= donker rood) en 180 Ma (= donker blauw) (bron: Wikipedia).

Indien twee lithosferische platen van *continentale korst* convergeren, dan zullen ze opbotsen en verfrommelen. Hierbij wordt een gebergteketen gevormd, parallel met de contactzone. Deze situatie ontstond toen zo'n 45 Ma geleden de Indo-Australische plaat onder de Euraziatische dook en het Indische subcontinent tegen Tibet botste met de vorming van de Himalaya tot gevolg (**Fig. 10.14**). Voordat de stukken continentale korst elkaar bereiken zinkt eerst de ertussen liggende oceanische korst weg met vorming van een vulkanische boog achter de subductiezone. Eens de oceanische korst op is ontmoeten de continentale delen elkaar, maar gewoonlijk bevinden er zich nog dikke sedimentaire afzettingen op de shelf tussenin. Bij de botsing zullen deze sedimenten opstuwen, breken, plooiën en metamorfoseren samen met de restanten van de gesteenten in de korst en deze aangemaakt tijdens de voorafgaande vulkanische activiteiten. Vandaar dat dergelijke gebergten een grote verscheidenheid aan

gesteentesoorten bevatten ⁴. Rond dezelfde tijd dat de Indo-Australische plaat tegen de Euraziatische botste begon ook de Afrikaanse plaat tegen Europa te duwen met de opstuwung van vele Zuid-Europese gebergten (o.a. de Alpen), een stelsel van slenken en rekbreuken doorheen midden-Europa (Rhône-vallei, Rijnslenk) en geassocieerd vulkanisme (Auvergne, Eifel).



Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.

Fig. 10.14: Twee convergerende platen met op beide continentale korst. **A.** De Indo-Australische plaat duikt onder de Euraziatische waardoor het Indische subcontinent nadert. **B.** Positie van het Indische subcontinent over de laatste 71 Ma. **C.** Huidige situatie met de vorming van de Himalayas en het Tibetaans plateau.

10.4.3.3. Transformbreuk plaatgrenzen

Indien platen horizontaal naast elkaar schuiven zonder lithosferisch materiaal af te breken of aan te maken, ontstaan **conservatieve** breuken (Fig. 10.11 C). De meeste conservatieve breuken komen voor in associatie met oceanische ruggen. Dergelijke ruggen verlopen sterk gesegmenteerd met loodrecht lopende breuklijnen, **transformbreuken** (Fig. 10.15 A). Langsheen deze breuklijnen zijn er echter ook zones waarin aan beide zijden stukken korst in dezelfde richting verschuiven, wat dus overeenkomt met een seismisch inactieve delen (Fig. 10.15 B). Plaatgrenzen met transformbreuken komen ook op land voor, zoals de San Andreas breuk in Californië en de Dode Zee breuk in de Levant. Dergelijke gebieden zijn wel geregeld onderhevig aan aardbevingen, maar kennen geen geassocieerd vulkanisme vermits er geen subductie plaats vindt.

⁴ Dit verklaart waarom de top van de hoogste berg op Aarde bestaat uit een marien sedimentair gesteente (kalksteen).

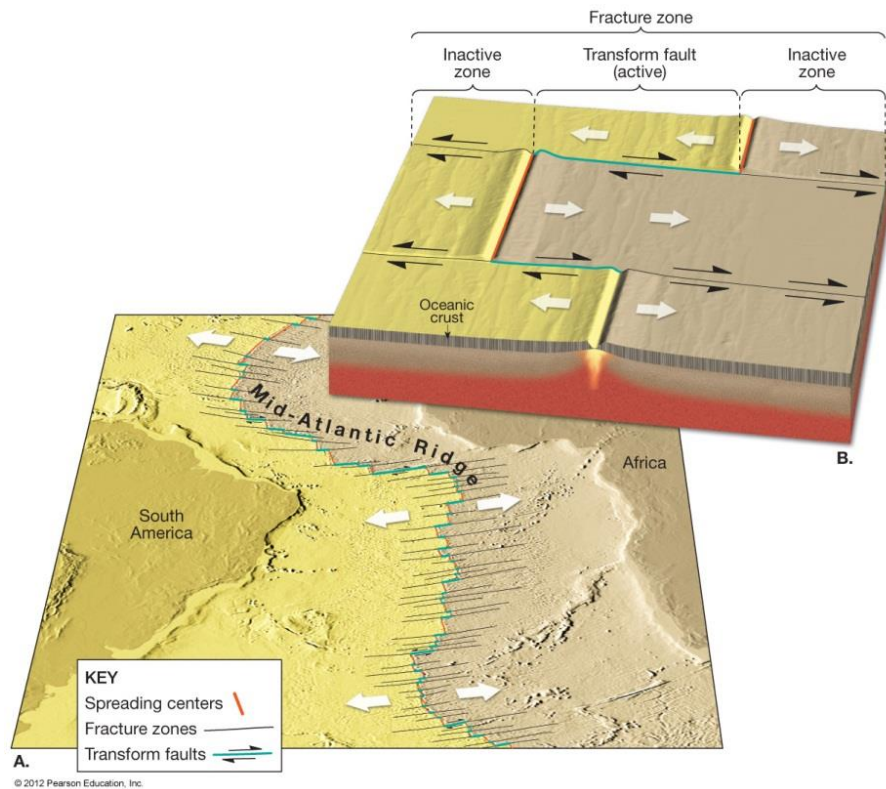
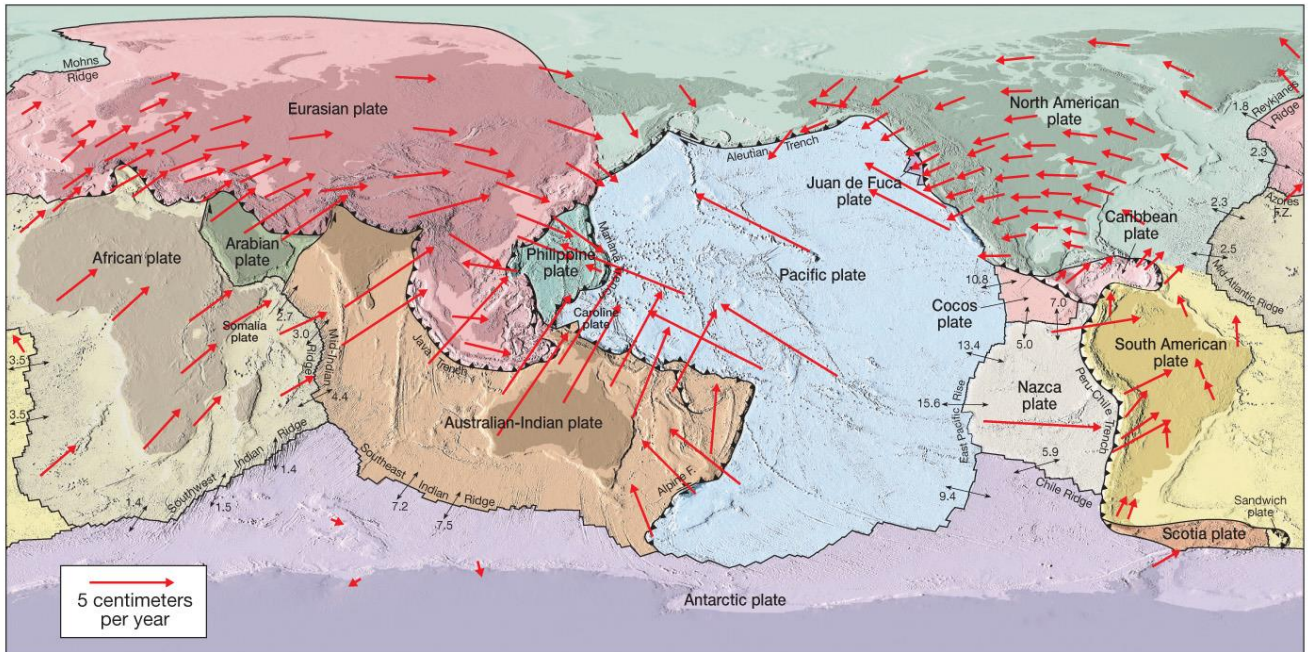


Fig. 10.15: A. De gesegmenteerde structuur van de mid-oceanische ruggen met loodrechte breuklijnen. B. Dergelijke breuklijnen vormen transformbreuken met delen die in tegengestelde richting verschuiven en stukken waarvan beide zijden in dezelfde richting bewegen.

10.4.4. Snelheid en richting van plaatbewegingen

De snelheid waarmee lithosferische platen bewegen is sterk verschillend. Om dit in te kunnen schatten ken bv. de Hawaï hot spot dienen. De Hawaï eilandenketen (**Fig. 10.6**) is tot aan de Suiko Seamount ruwweg 6000 km lang. Omdat deze zeeberg 65 Ma geleden gevormd werd en men aanneemt dat de hot spot zich niet verplaatst, was de gemiddelde snelheid van de Pacifische plaat dus zo'n 9 cm/j. Een andere manier om de bewegingssnelheid in te schatten is via paleomagnetische metingen van de polariteit bij de aanmaak van platen. De wisselingen van deze polariteit is nauwkeurig gedateerd en wereldwijd van toepassing. Deze techniek gebruikt men vooral om de snelheid van de aangroei van oceanische korst te bepalen langsheen mid-oceanische ruggen. Op land bekomt men de meest nauwkeurige metingen van plaatverschuivingen door de positie van referentiepunten geregeld op te meten met heel nauwkeurige satellietpositionering. Momenteel verschuift Hawaï in de richting van Japan tegen een snelheid van 7 cm/j en de Mid-Atlantische rug gaat uit elkaar tegen zo'n 1.8 à 3.5 cm/j (**Fig. 10.16**).



© 2012 Pearson Education, Inc.

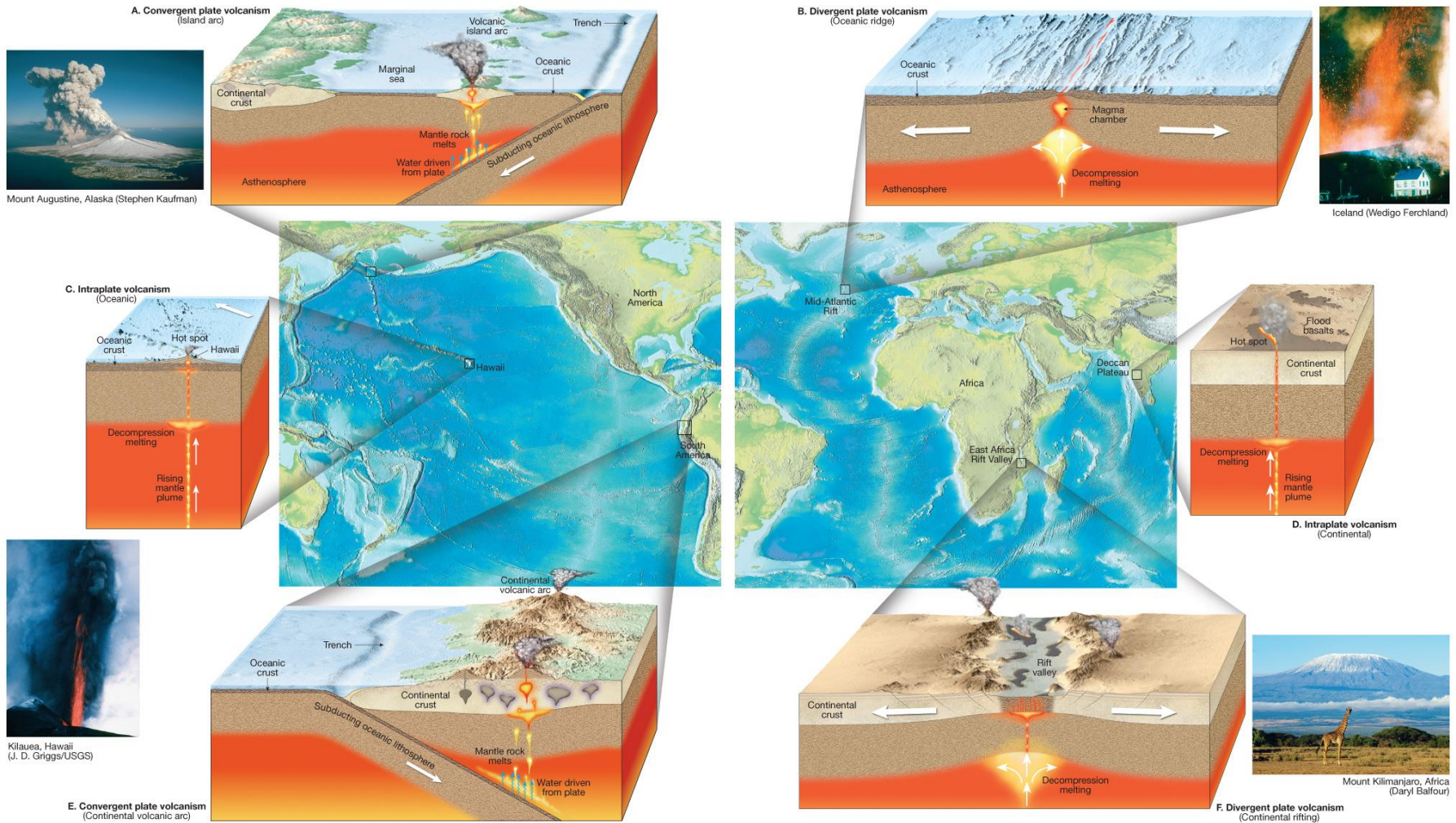
Fig. 10.16: Richting en snelheid van de beweging van de lithosferische platen. De rode pijlen tonen de verplaatsingsrichtingen en -snelheden van plaatsen van eilanden of op continenten, opgemeten met GPS (de staart van de pijl geeft de plaats weer waar de verplaatsing naar verwijst). De kleine zwarte pijlen met cijfers verwijzen naar spreidingsrichtingen en -snelheden van de zeebodem t.o.v. oceanische ruggen bepaald via paleomagnetische metingen.

10.5. Platentektoniek en vulkanisme

10.5.1. Vulkanische activiteiten langsheen convergerende plaatranden

Indien twee oceanische platen botsen resulteert dit in de vorming van een sequentie van vulkanen die, eens boven water, een **vulkanische eilandenboog** vormen (**Fig. 10.17 A**). Zo een keten ontwikkelt parallel op een afstand van 2-300 km van een bijhorende diepzeeslenk. Initieel ontstaan uit de zeer vloeibare basaltische lava schildvulkanen, maar naargelang deze groeien en hoger worden kan, door magmatische differentiatie, het magma overgaan in een andesitische of zelfs granitische samenstelling. Voorbeelden zijn de *Aleoeten* en de *Marianen*.

Indien een continentale en een oceanische plaat convergeren zal deze laatste ondergeduwd worden met de vorming van een **continentale vulkanische boog** (**Fig. 10.17 E**). De mechanismen die hier werken zijn analoog als bij twee oceanische platen, maar het verschil is dat continentale platen veel dikker zijn en samengesteld zijn uit silica-rijke gesteenten. Vandaar dat het opstijgende basaltische magma een veel sterkere magmatische differentiatie zal ondergaan tot andesitische of granitische magma. De Andes is een typisch voorbeeld van een rijpe continentale vulkanische boog.



Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.

Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.

Fig. 10.17: Diverse situaties voor het ontstaan en opwellen van magma en de geassocieerde vulkanische activiteiten. **A.** Convergerende oceanische platen. **B.** Divergerende oceanische platen. **C.** Binnenin een oceanische plaat. **D.** Binnenin een continentale plaat. **E.** Convergerende oceanische en continentale platen. **F.** Divergerende continentale platen.

10.5.2. Vulkanische activiteiten langsheen divergerende plaatranden

Het grootste volume aan opwellende magma wordt geproduceerd door de mid-oceanische ruggen geassocieerd met divergerende oceaanplaten (**Fig. 10.17 B**). Onder het open gedeelte in het centrum van deze ruggen smelt het vaste mantelgesteente door decompressie waarna het opstijgt als basaltische magma. Hierdoor sluit de rug, om vervolgens weer uiteen getrokken te worden, waarna het proces zich herhaalt. IJsland ligt op de Mid-Atlantische rug en kent daardoor veel basaltische vulkanische activiteiten.

Ook continentale platen kunnen uit elkaar scheuren (**Fig. 10.17 F**). Hierbij ontstaat een langgerekte depressie, een *riftvallei*. In een rift is het opstijgende magma basaltisch en ontstaat door decompressie. Maar aan de randen kunnen stratovulkanen ontstaan met door magmatische differentiatie gemodificeerde magma. Een voorbeeld is het netwerk van *Oost-Afrikaanse Riftvalleien* met geassocieerde stratovulkanen als *Mount Kenya* en *Kilimanjaro* (**Fig. 10.18**).

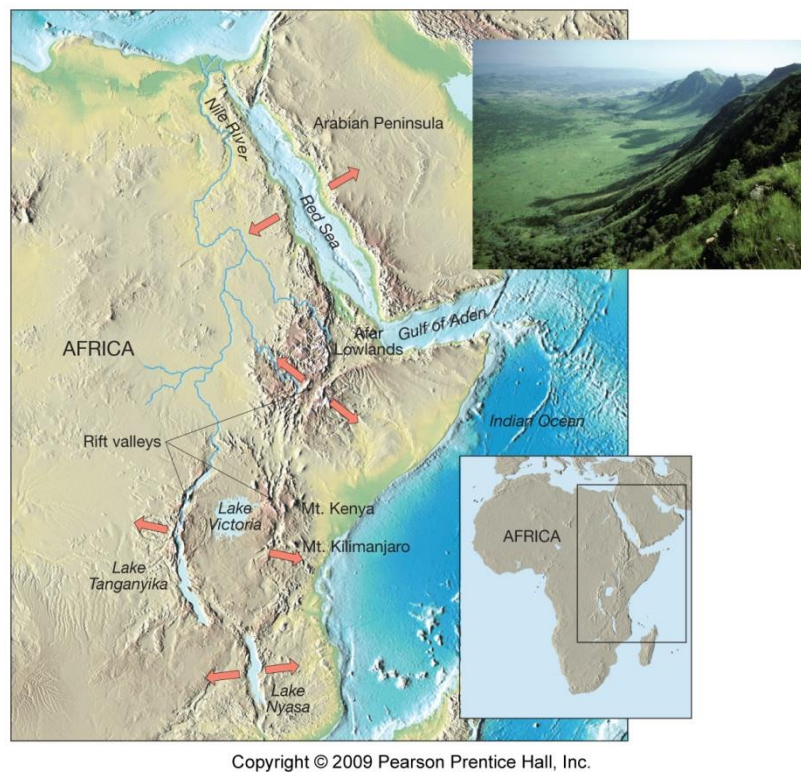


Fig. 10.18: Het stelsel van Oost-Afrikaanse Riftvalleien is het gevolg van het uit elkaar bewegen van twee stukken van continentale platen (foto: steile flank van de riftvallei te Kenya).

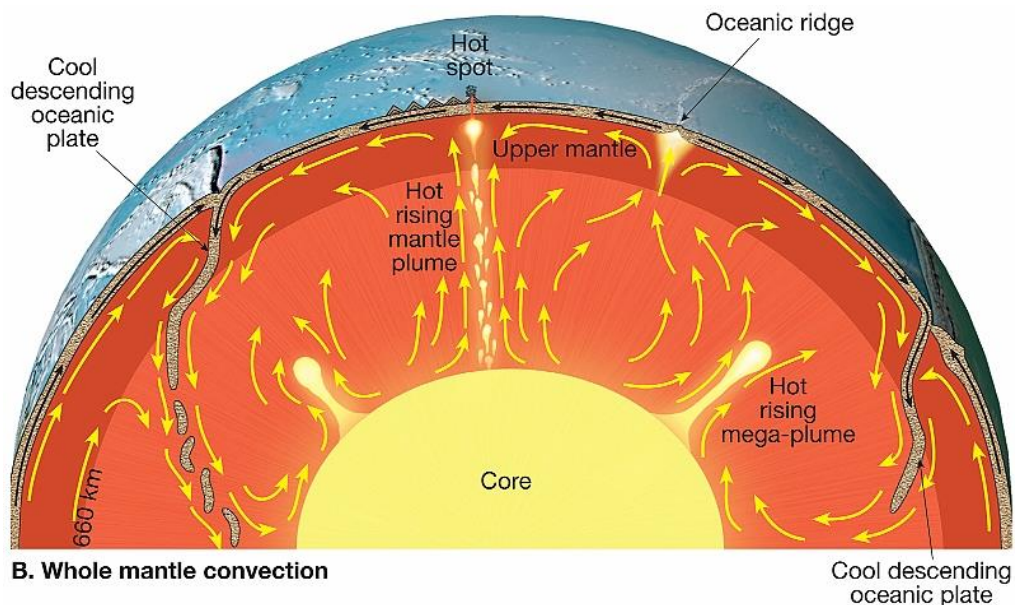
10.5.3. Vulkanische activiteiten binnenin platen

Niet alle vulkanische activiteiten zijn het rechtstreeks gevolg van de platen tektoniek. Zo zijn er wereldwijd een honderdtal hot spots bekend waar magma rechtstreeks uit de mantel opwelt, soms midden in een plaat, zoals Hawaï en de Yellowstone caldera (**Fig. 10.17 C**). Dit mechanisme wordt ook verantwoordelijk geacht voor uitvoerige uitstromingen van vloedbasalten op continenten in het verleden, zoals de "*Deccan-traps*" van het *Dekan* plateau in Indië (laat-Krijt) en de "*Siberian Traps*" van het Tunguska Basin in Siberië (einde Perm).

10.6. Wat is de drijvende kracht achter platen tektoniek ?

De subductie van koude, zware stukken oceanische korst stuurt de platen tektoniek via twee mechanismen: “*slab pull*” en “*ridge push*”. **Slab pull** vindt plaats wanneer tijdens het wegzinken van een zwaar deel van een plaat in de asthenosfeer de er aan hangende plaat wordt meegetrokken. Bij **ridge push** duwen de vers aangemaakte stukken korst in de mid-oceanische ruggen de platen zijwaarts vooruit. Bovendien schuift de nieuw gevormde oceanische korst, alleen al als gevolg van de zwaartekracht, naar beneden langsheen de helling van de rug doordat de ruggen hoger gelegen zijn dan de oceanbekkens. Toch blijkt ridge push minder sterk bij te dragen tot plaatbeweging dan slab pull. Dit leidt men af uit het feit dat de snelheden van plaatbewegingen in de Atlantische Oceaan kleiner zijn dan in de Stille Oceaan ondanks dat de hellingen langs de Mid-Atlantische rug veel steiler zijn.

Initieel meende men dat de lithologische platen bewogen als gevolg van convectiestromen in de bovenste mantel, maar momenteel neemt men aan dat de afgekoelde zware delen van oceanische platen diep in de mantel wegzinken waardoor ze een turbulentie veroorzaken in het omringende materiaal (**Fig. 10.19**). Daarbij wordt aan de onderzijde van de bewegende plaat mantelmateriaal meegetrokken. Vanaf de grens tussen de mantel en de kern kunnen ook zeer hete mantelpluimen opborrelen die soms de lithosfeer bereiken en ze daar lokaal sterk verzwakken (**Fig. 10.19**). Hierdoor ontstaan hot spots of het opstijgende hete magma mengt zich met het bovenste mantelmateriaal en voedt zo de oceanische ruggen. Het is dus de *ongelijke verdeling van warmte in de mantel, tzt. koude dalende oceanische korst en opstijgend heet materiaal, die een thermische beweging veroorzaakt die de platen tektoniek aandrijft*. Pas als het grootste deel van deze interne warmte zal verloren zijn zal deze dynamiek tot stilstand komen.



Copyright © 2009 Pearson Prentice Hall, Inc.

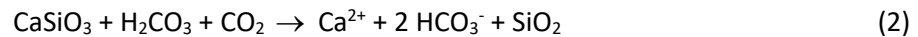
Fig. 10.19: Temperatuurverschillen in de mantel als gevolg van uiteenlopende processen in de mantel drijven de platen tektoniek aan.

10.7. Platen tektoniek en klimaat

Atmosferische CO₂ is in evenwicht met de concentratie aan carbonzuur en bicarbonaat in water:



Op de continenten is deze licht zure waterige oplossing verantwoordelijk voor de chemische verwerking van silicaatmineralen in het zgn. **silicaatverweringsproces**. Hierbij kunnen vele elementen vrij komen, maar een cruciaal element is calcium. In (voornamelijk intermediaire en basaltische) stollings- en metamorfe gesteenten komt Ca vooral voor in de plagioklasen en inosilicaten, zoals wollastoniet (CaSiO₃). Indien dit mineraal in contact komt met oppervlaktewater verloopt zijn afbraak via de reactie:



Het vrijgestelde Ca en SiO₂ komen uiteindelijk in de oceanen terecht waar Ca door kalkbindende organismen (koralen, nanoplankton) of door chemische precipitatie gebonden wordt tot calciet:



SiO₂ precipiteert op de oceaانبodem of wordt opgenomen door organismen met een silicaskelet waardoor het geen verdere rol speelt i.v.m. CO₂.

Uit de combinatie van (2) en (3) volgt de zgn. **Urey-reactie**⁵:



De netto balans is dus de binding van 1 atmosferische CO₂-molecule per gevormde CaCO₃ molecule. Het gevormde calciet (en bij uitbreiding elk carbonaatmineraal) zal bezinken op de oceaانبodem en daar accumuleren tot bvb. globigerinenslik. Dit proces is uitermate efficiënt. Indien er op een gegeven ogenblik geen aanvulling zou zijn van de CO₂ concentratie in de atmosfeer (via vulkanisme, verwerking van kalksteen of afbraak van biomassa), dan zou in slechts 3000 jaar alle CO₂ uit de atmosfeer onttrokken worden door mariene calcietvorming.

Door de platen tektoniek worden de bezonken carbonaatmineralen opgesmolten in de asthenosfeer en komt zo Ca en C in het magma terecht. Bij het opstijgen van dit magma kan opnieuw Ca zich binden met Si-verbindingen en uitkristalliseren als silicaatmineralen en C als CO₂ gas vrijkomen. *Platen tektoniek creëert dus een **silicaat-carbonaat cyclus** met minerale Ca en atmosferische CO₂ als hoofdrolspelers.*

Bij de botsing van lithosferische platen kunnen er ook oceanische *carbonaatmineralen op de continenten* komen te liggen. Daar kunnen verweren volgens:



⁵ H.C. Urey was een Amerikaans scheikundige die in 1934 de Nobelprijs kreeg voor de ontdekking van deuterium.

Het vrijgekomen Ca zal naar de oceanen spoelen en kan daar opnieuw reageren volgens reactie (3). Door combinatie van (3) en (5) blijkt echter dat, in tegenstelling tot het silicaatverweringsproces, het *carbonaatverweringsproces* CO_2 -*neutraal* is.

Stel nu, dat door verhoogde vulkanische activiteiten de CO_2 concentratie in de atmosfeer sterk toeneemt. Het gevolg zal zijn dat de atmosferische temperatuur stijgt aangezien CO_2 een broeikasgas is. Naast warmer, is een ander gevolg dat de neerslag ook zuurder wordt door een toename aan carbonzuur in regen. Hierdoor versnelt op de continenten de chemische verwerking van silicaatmineralen. Hierdoor zal er meer Ca vrijkomen met een toename van de vorming van mariene carbonaatmineralen tot gevolg, waardoor de CO_2 concentratie in de atmosfeer, en dus ook de mondiale temperatuur, weer zal dalen. Dit is een voorbeeld van een **negatief terugkoppelingsmechanisme** (of een zelfregulerend systeem). Een dergelijk scenario heeft zich o.a. voorgedaan in het Vroeg Krijt toen het gevorderd uiteengaan van Pangea zorgde voor sterk toegenomen vulkanische activiteiten. De enorme hoeveelheden krijt en kalksteen die in het Krijt werden afgezet waren hiervan het gevolg.

Dus op een geologische tijdschaal werkt de silicaat-carbonaat cyclus als een planetaire thermostaat die de temperatuur relatief stabiel houdt. Platen tektoniek stabiliseert dus het klimaat op Aarde. Voor zover bekend is Aarde de enige planeet met een platen tektoniek.